Dritter vorläufiger Aufnahmsbericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol)

Von Walter Medwenitsch

(Vorgelegt in der Sitzung am 5. November 1953)

1952 und 1953 wurden die Arbeiten im westlichen Unterengadiner Fenster fortgesetzt. Begangen wurde vor allem das Gebiet Kadratsch—Pezidkopf—Arrezjoch. Daneben wurde 1952 gemeinsam mit Pd. Dr. Ch. Exner das Prätigau Halbfenster besucht. 1953 wurden besonders die Bündnerschiefer nach ihrem Mikroorganismengehalt geprüft und die regionale Stellung und Bedeutung des Unterengadiner Fensters untersucht. Diese Arbeiten wurden wiederum dankenswerterweise von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften subventioniert.

Es sollen nun die Ergebnisse der vorhergehenden Jahre in den einzelnen Zonen ergänzt werden:

Oberostalpines Silvrettakristallin.

Die beherrschenden Zweiglimmergneise, Paragneise, deren Mineralbestand mit Quarz, Plagioklas, K-Feldspat (in Augen), Biotit (chloritisiert) und Serizit anzugeben ist, zeigen viele Übergänge zu Glimmerschiefern, unter denen besonders Granat und Staurolith im Gebiete des Schönjöchls als Akzessoria auffallen.

Amphibolite sind nur untergeordnet zu beobachten, so meist in den Basalteilen des Silvrettakristallins im Bereiche von Furgler und Hexenkopf. Ihr Auftreten ist an geringmächtige (2—3 m) Lager und Bänke gebunden, zum Teil wechsellagernd mit Biotitgneisen, Paragneisen. Diese Wechsellagerung läßt mit P. Bearth 1941 (1) die Möglichkeit zu, daß auch im Silvrettakristallin Amphibolite sedimentärer Entstehung neben sicher magmatischen Typen auftreten. Im Mineralbestand dieser dunklen, schwarzgrünen, zähen Gesteine überwiegt Amphibol gegenüber

Plagioklas. Gewisse Typen zeigen auch Epidot nach Amphibol, stellenweise auch Plagioklas ersetzend. Auffallend sind auch Granatamphibolite. Auch W. Hammer 1924 (8) betont den Übergang der Amphibolite zu den Paragneisen durch das Auffinden von Biotit und Quarz in Amphiboliten; Biotithornblendegneise können diese Gesteine bezeichnet werden. Doch erreichen im Bereiche Prutz—Hexenkopf die Amphibolite im Silvrettakristallin nie eine solche Vorrangstellung wie weiter im S, schon im Bereiche des Fluchthorns und besonders im schweizerischen S-Teil der Silvrettamasse. Dort werden sie strukturbeherrschend, geben Möglichkeit zur Auflösung der Tektonik innerhalb des Kristallins, wie den Arbeiten von P. Bearth 1941 (1) und E. Wenk 1934 (17) zu entnehmen ist. Ich kenne aus dem Gebiete Furgler—Hexenkopf keine Knotenamphibolite, auch keine gebänderten Amphibolite wie im Gebiete des Futschölpasses. Dieses Zurücktreten der Amphibolite im NE-Teil der Silvretta ist als besonderes Charakteristikum zu werten.

Auch konnten weitere Punkte des Vorkommens von Gangmyloniten, Pseudotachyliten aufgefunden werden, an der Basis des Silvrettakristallins, das vom Furgler zum Arrezjoch und Hexenkopf zieht. Ihr Vorkommen erscheint aber streng an die Überschiebungslinie des Silvrettakristallins auf das Unterostalpin lokalisiert. 30—50 m hangend der Überschiebung sind keine Ultramylonite mehr zu beobachten.

Das Auftreten kristalliner Karbonatgesteine, von Kalk- oder Dolomitmarmoren war in dem bearbeiteten Gebiet nicht zu beobachten.

Unterostalpin.

Die Schichtfolge umfaßt neben Jungpaläozoikum vor allem mesozoische Gesteine, triadische Quarzite, Kalke und Dolomite und jurassisch-neokome Phyllite und Glimmerschiefer. Oberkreide konnte noch nicht gefunden werden. Auch führt das Unterostalpin im westlichen Teile des Unterengadiner Fensters auf österreichischem Gebiete keine Granite wie im S, im Gebiete von Ardez—Remüs die Tasnaserie den Tasna-, den Remüsergranit.

Der beste Leithorizont sind die Ladiser Quarzite, der permo-skythische Grenzhorizont, den wir aus allen alpinen Faziesbezirken kennen. Sicher ist im Ladiser Quarzit Perm vertreten; es ist aber auch sicher Trias, Skyth vertreten, daher die Hammersche Bezeichnung Verrucano unzureichend. Das Liegende bilden die Quarzphyllite, nicht nur tektonisch, sondern vor allem stratigraphisch. Ein oberkarbones Alter im Sinne L. Kobers ist

naheliegend. Neben vorwiegend sedimentogenen Bestandteilen dürften auch Diaphthorite, Phyllonite in ihnen enthalten sein. Bedeutungsvoll ist das Auftreten der Eisendolomite in ihnen. Für diese erscheint mir permokarbones Alter am zutreffendsten. Sie treten immer als unzusammenhängende Schollen, Blöcke, Gerölle im Quarzphyllit auf. Diese Erscheinungsform ist deutbar durch tektonische Zerreißung von Eisendolomitbänken in Quarzphyllit. Wahrscheinlicher erscheint mir aber die Deutung als sedimentäre Einschüttung, als variszischer „Wildflysch" in Quarzphyllit. Diese Meinung äußerte zuerst L. Kober in Diskussionen über dieses Problem. Nehmen wir die Wildflyschdeutung an, so ergibt sich für den an die unterostalpinen Quarzite — ganz allgemein gesehen, so auch für Lantschfeldquarzite und Semmeringquarzite — gebundenen Quarzphyllit die Deutung als variszischer Flysch, wohl polymetamorph. Es ist aber nicht meine Absicht, dieses oberkarbone Alter zu verallgemeinern, etwa auch auf Landecker, Innsbrucker oder Ennstaler Quarzphyllit anzuwenden. Ich kann mich hier K. Metz 1952 (13) anschließen, der betont, daß „Quarzphyllit" ein Sammelbegriff ist und stratigraphisch keine Einheit darstellt. „Quarzphyllit" wäre nach K. Metz 1952 und B. Sander 1929 nur eine Bezeichnung für eine bestimmte Prägung vormesozoischer, schiefriger Gesteine, ein Faziesbegriff. Nur möchte ich letzteren nicht nur auf eine bestimmte tektonische Prägung, sondern auch auf die ursprünglichen Ausgangsgesteine bezogen wissen.

Im Hangenden der Ladiser Quarzite finden sich an wenigen Stellen Rauhwacken, Muschelkalk (durch Diploporen fossilbelegt), Hauptdolomit und Rhät-Liaskalke. Diese Serie läßt sich auf Grund vorsichtiger Analogien gut gliedern. Innerhalb der angeführten Triasschichtfolge bilden nur die Triastonschiefer ein gewisses Problem, da sie einerseits in anisisch-ladinischer Position (bei Prutz) und andererseits in karnischer Position (graubraune Mergelschiefer oberhalb des alten Kalkofens von Fiss) zu beobachten sind.

Über der triadischen Schichtfolge folgen die unterostalpinen höhermesozoischen Phyllite. Diese wurden bekanntlich von W. Hammer als Bündnerschiefer kartiert. Auf diese Unrichtigkeit kann nicht oft genug hingewiesen werden. In allen penninischen Fenstern baut das Unterostalpin die charakteristischen Rahmenteile. Die unterostalpinen Phyllite sind in eine stratigraphisch tiefere und in eine stratigraphisch höhere Gruppe zu gliedern. Vom tieferen Komplex sind zu erwähnen: Graue kalkarme, kalkfreie Phyllite, zum Teil etwas graphitisch,

feinkörnig, stark durchbewegt, vielleicht mit den Pyritschiefern der Radstädter Tauern zu vergleichen; dann noch schwach kalkhaltige hellgraue Phyllite mit stärkerem Glimmerbelag an den Schichtflächen, dünnplattelig. Das Alter ist am besten mit Lias-Dogger zu vermuten. Die stratigraphisch höhere Gruppe umfaßt gröberkörnige, buntere, kalkreichere und vor allem weniger metamorphe Varietäten. Neben hellgrauen Kalkphylliten finden wir grüne und braune Kalkphyllite. Außer fein- und feinstkörnigen Typen ist die Zunahme gröberen Materials zu beobachten; Feinbreccien, Sand- und Kieselkalke sind in die Phyllite bankweise eingeschaltet, gewisse stratigraphische Analogien mit den Feinbreccien und Sandkalken der bunten Bündnerschiefer ergeben sich. In diesen feinbrecciösen Gesteinen finden sich Anzeichen von Walzentektonik, walzenförmige, stabförmige Gesteinsstücke finden sich in den Aufschlüssen.

Ein Leitgestein besonderer Art innerhalb der höheren Gruppe von unterostalpinen Phylliten bilden Quarzitschiefer, Quarzite im Zusammenhang mit Grünschiefern. Diese Quarzite sind durchwegs rot gefärbt, daneben das Grün der Grünschiefer. Prof. L. Kober sieht in diesen Gesteinen analog den Schweizer Vorkommen mitteloberjurassische Radiolarite, deren metamorphe Abkömmlinge.

Wir werden nicht fehlgehen, die höhere Gruppe unterostalpiner Phyllite als Malm-Neokom zu sehen. Oberkreide, wie sie J. Cadisch aus dem Bereich der Tasnaserie im S des Fensters fossilbelegt beschrieben, kenne ich aus meinem bisher bearbeiteten Gebiete nicht.

Über Gips, über seine tektonische und stratigraphische Position wurde schon gesprochen (W. Medwenitsch 1952, 12). Ein besonderes Vorkommen von Gips findet sich an der Basis des Schönjöchls; es bildet die Grenze zwischen Oberostalpin und Unterostalpin, liegt unter der Überschiebung der Silvrettagneise. Die Mächtigkeit dieses Gipsvorkommens ist mit 3—4 m, die Erstreckung mit 150 m anzugeben. Gips tritt uns hier in Verbindung mit Rauhwacken und „Haselgebirge" auf. In letzterem bildet Gips die Grundmasse, wohl zum Teil ausgelaugt, und die gerundeten Einschlüsse sind Silvrettakristallin, Glimmerschiefer, Quarze und andere ostalpine Gesteine. Dieser Aufschluß, der knapp an der oberostalpinen Überschiebung liegt, zeigt deutlich die Abhängigkeit salinarer Massen von der Tektonik: Hier, an der Überschiebung tektonische Breccie, „Haselgebirge", Rauhwacken, dagegen in den basalen Teilen des Unterostalpins Zunahme der Plastizität, Wandern des Gipses in sekundäre Positionen. Wir sehen innerhalb des „unterostalpinen Salinartypus" (Tiefentypus, W. Medwe-

nitsch 1952, 12) mit Zunahme der Tektonik, mit Annäherung an Überschiebungslinien erster Ordnung Verhältnisse, die an die oberostalpinen Salzlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen (Dachtypus) erinnern, die ebenfalls an tektonischen Hauptbeanspruchungslinien, an tektonische Leitlinien, wie es die Grenze Tirolikum—Juvavikum darstellt, gebunden sind.

Die unterostalpinen Schichtglieder des österreichischen Fensteranteiles unterscheiden sich von den Gesteinen gleicher Position auf Schweizer Gebiet durch die höhere Metamorphose. J. Cadisch 1953 (3) spricht von der Tasnaserie und vergleicht sie mit der Falknis-Sulzfluhdecke. Unsere Schichtfolge weicht doch von deren Schichtbestand ab. Es wäre zu erwägen, wie weit am österreichischen Unterostalpin des Unterengadiner Fensters nicht Radstädter-Tarntaler-Bauelemente beteiligt sind. Es liegt meiner Meinung nach, die stärkere Metamorphose spricht auch dafür, ein gegenüber Tasnaserie tieferes Bauelement vor. Die Trias unseres Unterostalpins liegt basal angereichert, überschoben auf dem Hochpennin. Wir kennen aber an der Überschiebung durch das oberostalpine Silvrettakristallin, im Hangenden des Unterostalpins eine obere, höhere, schmale unterostalpine Triasschollenreihe — ist auch auf der geologischen Spezialkarte, Bl. Landeck, W. Hammer, zu erkennen —; Faziesunterschiede zwischen oberer und unterer Triasschollenreihe sind kaum gegeben. Daher ist eher an eine Schuppung, hervorgerufen durch jüngste Bewegungen der Silvrettamasse, als an eine zweite, höhere unterostalpine Decke zu denken.

Hochpennin.

Neue Schichtglieder konnten nicht aufgefunden werden. Nur wäre zu überlegen, ob den hier basal aufgefundenen Quarziten vielleicht jurassisches Alter, analog Schweizer Verhältnissen zukommt.

Vom Pezidkopf wurde 1952 von mir eine Wildflyschzone in den unteren Schichtgliedern der bunten Bündnerschiefer beschrieben. Diese datiert den ersten Einschub, Aufschub des Unterostalpins auf das Hochpennin. Da Fossilien noch fehlen, ist eine altersmäßige Fixierung unmöglich. In den bunten Bündnerschiefern des tieferen Pennins liegt ebenfalls, meiner Meinung nach, eine Wildflyschzone vor, aber in den hangenden Schichtgliedern; bekannt vom Beutelkopf, von Ried am westlichen Innufer, vor allem aber vom Burgschroffen am östlichen Innufer. Die Aufschiebung des Hochpennins auf das tiefere Pennin erfolgte also später als die Aufschiebung von Unterostalpin auf Hochpennin. In dieser Hinsicht gehe ich mit G. Müller 1953 (14), der das öst-

liche Innufer kartierte, nicht konform. Dieser zählt die bunten Bündnerschiefer des Burgschroffen — entgegen meiner Meinung, die sich auch klar aus dem Kartenbild ergibt — noch zum Hochpennin. Die Triaskalke des Burgschroffen, meiner Meinung nach Wildflyschzone des tieferen Pennin, wären aus dem Liegenden der bunten Bündnerschiefer in deren Hangendes gegen die grauen Bündnerschiefer hin durch eine aus SE (Ötztaler Überschiebung) kommende Bewegung abgeschert worden.

Tieferes Pennin.

Als besonderes Problem, das auch für das Hochpennin wegen der gleichartigen Schichtfolge von großer Bedeutung ist, bildet die Altersstellung der Bündnerschiefer, das altersmäßige Verhältnis von grauen zu bunten Bündnerschiefern. W. Hammer 1914 (7) hat sich eindeutig dafür entschieden: Die bunten Bündnerschiefer, dazu zählt er noch einen Großteil der unterostalpinen Phyllite, transgredierten über Trias, die Komponenten der Breccien und Konglomerate entsprächen dieser Trias; sie wären das stratigraphisch Liegende der grauen Bündnerschiefer, wären älter als diese. W. Hammer weiß, daß die bunten Bündnerschiefer immer auf den grauen Bündnerschiefern liegen, daß die grauen die bunten Bündnerschiefer immer unterteufen. Deshalb hat er auch die umgekehrte Deutung (bunte jünger als graue) erwogen, sich aber nicht dafür entschlossen. Bestimmt wird Hammers Deutung des Alters der Bündnerschiefer jedenfalls durch seine ablehnende Haltung gegenüber der Deutung des Unterengadiner Fensters im Sinne der klassischen Deckenlehre. Für ihn ist das Engadiner Fenster ein beidseitig überschobenes Senkungsfeld.

Prof. J. Cadisch hatte die große Liebenswürdigkeit, eine Anzahl meiner Gesteinsproben dünnschliffmäßig zu untersuchen. Dabei konnte er in Konglomeraten der bunten Bündnerschiefer des Beutelkopfes/Serfaus Reste von Foraminiferen feststellen, einkammerige und mehrkammerige Formen, die sich einstweilen nicht näher bestimmen ließen. Auch ich konnte solche schlecht erhaltene Foraminiferenreste in mehreren Schliffen verschiedener bunter Bündnerschiefer beobachten. In kalkig-dolomitschen Komponenten des Konglomerates konnten J. Cadisch und F. Allemann noch Kalkalgen nachweisen, die für Malm sprechen sollen. Sollte dies zutreffen, dann kann das Konglomerat jünger als die Malmkomponenten sein. Nicht nur die geologischen Verhältnisse, auch äußerst schlecht erhaltene Fossilfunde deuten auf kretazisches Alter der bunten Bündnerschiefer hin. Vergleichen wir aber unsere

bunten Bündnerschiefer mit den höheren Prätigauschiefern, so wird oberkretazisches Alter am wahrscheinlichsten.

Das Alter der grauen Bündnerschiefer ist sicher mit Jura-Neokom (?) anzugeben. Ich erinnere dabei an die Funde von *Gryphea arcuata* Lam. von W. Nabholz 1943 (15) im Gebiet der Adula-Bündnerschiefer und im Wallis.

Bedeutungsvoll erscheint mir, daß besonders Typen der grauen Bündnerschiefer zu Vergleichen mit Gesteinen der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern herangezogen werden. H. Holzer 1953 (9) findet deutliche Analogien zwischen grauen Bündnerschiefern des Unterengadiner Fensters und dunklen Phylliten des Tauernnordrandes. Ch. Exner 1953 (4) bemerkt, daß sich „lithologische Analogien zu den Tauern-Schwarzphylliten nur sehr spärlich fanden". Aber dennoch spricht Ch. Exner 1953 (5), auch G. Frasl 1953 (6), von Bündnerschiefern im Bereiche der östlichen Hohen Tauern und meint damit die jurassische Schichtfolge seiner peripheren (mesozoischen) Schieferhülle über triadischen Quarziten und Marmoren. Diese Bezeichnung fußt auf dem Vergleich mit den Bündnerschieferserien der Schweiz. Dieser Vergleich erscheint mir wichtig, da damit nicht nur die tektonischen, sondern auch die faziellen Zusammenhänge des Pennins betont erscheinen. Nur ist die Exnersche Altersangabe der Bündnerschiefer der östlichen Hohen Tauern nicht genügend präzisiert, da bereits hochneokom (Apt—Gault) die Stirn der ostalpinen Decken mindestens im Bereiche der Hohen Tauern liegt (W. Medwenitsch 1949, 10) und in der Schieferhülle der Hohen Tauern bestenfalls Neokom, aber keine Oberkreide zu erwarten ist. Im Unterengadiner Fenster ist dagegen Kreide, vielleicht auch Tertiär in den Bündnerschiefern zu erwarten, da die ostalpine Stirn, an der Brennerlinie beginnend, einen Bogen gegen S beschreibt und so S von Unterengadin und Prätigau liegt; siehe auch L. Kober 1912 (9 a).

1952 besuchten Pd. Ch. Exner und ich gemeinsam das Prätigauer Halbfenster auf der Route Davos—Klosters—St. Anthönien—Landquart. Ich möchte mich hier nur auf den Vergleich Prätigauschiefer: bunte Bündnerschiefer, beschränken. Letztere sind jedenfalls eine charakteristische Flyschserie, obwohl höher metamorph als die Prätigauschieferserien. Die Ruchbergserie (grobkörnige Sandsteine mit dünnen Tonschieferzwischenlagen· tiefstes Untereozän/Yprésien), die Oberälpliserie (dunkle ebenflächige Tonschiefer mit feinkörnigen Sandsteinen und Quarziten: Paläozän), die Eggbergserie (Mergelkalke, polygene Breccien/vorw. Kalkkomponenten, verschiedene Kalke, Schiefer: Maestrichtien) finden

kaum Äquivalente in den tirolischen Bündnerschiefern. Weitaus bessere fazielle und petrographische Übereinstimmung zeigen Gyrenspitzserie (Sandkalke, polygene Breccien mit kalkigem Zement, Flyschkalke: Campanien—Maestrichtien), Faduraserie (Flyschkalke, kieselig-sandige Kalke, Schiefer: unt. Senonien/Coniacien—Santonien) und zum Teil auch Sassaunaserie (Kalke, im oberen Teil häufig Sandkalke, Schiefer: vermutlich cenoman bis unterkretazisch). Die tertiären Serien des Prätigaus erinnern stark an unseren ultrahelvetischen Wienerwaldflysch, während die kretazischen Serien mir durchaus mit dem Unterengadin vergleichbar erscheinen. Unterstrichen wird dies besonders durch den tektonischen Vergleich Prätigauer Halbfenster: Unterengadiner Fenster, den wir J. Cadisch 1950 (2) verdanken, der große Äquivalenzen in beiden Gebieten aufzeigt. Valzeinaserie (Tonschiefer und dünnbankige, kieselig-sandige Kalke: vermutlich unterkretazisch) und Klusserie (schwach metamorphe Sandkalke und Kieselkalke: vermutlich unterkretazisch) dürften gut unseren grauen Bündnerschiefern entsprechen; ich würde aber bei diesen beiden Serien doch auch an jurassisches Alter denken, da die Gesteine der Klusserie in der Schlucht der Klus stark an das Inntal bei Finstermünz erinnern. Die exakten foraminiferenbelegten Altersangaben und Serienbezeichnungen wie -charakterisierungen verdanken wir P. Nänny 1949 (16), dessen Arbeit uns ein ausgezeichneter Führer durch den Prätigau war.

Das Inntal bietet aber auch ein interessantes morphologisches Problem: Die Talwerdung. Der heutige Talboden liegt auf 960—860 m Seehöhe. Eine erste, deutlich geprägte Verebnungsfläche, Terrasse, liegt auf beiden Seiten des Inntales auf 1100—1200 m. Auf ihr liegt St. Georgen/Tösens am linken Innufer und weitere Weiler auch am rechten Innufer. Die zweite bedeutendere alte Talfläche liegt auf 1360—1450 m, wo wir die Ortschaften Serfaus (1427 m) und Fiss (1436 m) am linken Innufer und Fendels (1356 m) am rechten Innufer finden. Zwischen diesen beiden Hauptstufen findet sich noch je eine kleine, schwach ausgebildete Nebenstufe. Auch zeigt der Gallmotz ·○· 1831 m (SW Serfaus) eine deutliche Verebnungsfläche, bekräftigt durch Funde von Flußschottern neben Moränenmaterial. Besonders an der bedeutsamen 1350—1450-m-Fläche ist ein Absinken gegen N zu beobachten; so liegt auf ihr Ladis nur mehr 1190 m hoch. Dieses Absinken gegen N, hier der beschriebenen Verebnungsfläche, zeigen auch die Überschiebungsgrenzen von Unterostalpin und Silvrettakristallin. Letztere tektonische Einheiten zeigen ein Stirnen. Diese Stirnbildung, dieses Hinabbeugen — eindrucksvoll zu sehen am Bei-

spiele der Silvrettadecke: von 2700 m am Hexenkopf auf 860 m im Inntal — ist jüngster Entstehung, in deren Ausklingen die Verstellung der alten Talflächen möglich erscheint. Auch zeigen die bedeutsamen Höhenunterschiede der beschriebenen Flächen auf ein ruckweises Absinken des Inntales hin, wohl tektonisch bedingt im Gefolge von Brüchen, wie es die heutige Morphologie der steilen Abstürze der Bündnerschiefer zum Inn anschaulich macht.

Literaturverzeichnis.

1. Cadisch, J., Bearth, P. u. Spaenhauer, F.: Erläuterungen zu Blatt 420, Ardez, Geolog. Atlas d. Schweiz, 1 : 25.000, Bern 1941.
2. — Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. Ecl. Geol. Helv., Vol. 43, Nr. 2, 1950.
3. — Geologie der Schweizer Alpen. II. Aufl. unter Mitarbeit von E. Niggli, Wepf & Co., Basel 1953.
4. Exner, Ch.: Aufnahmen 1952 auf den Blättern Hofgastein (155) und Rauris (154). Verh. G. B. A., H. 1, Wien 1953.
5. — Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. Radex, Rundschau, H. 7/8, Radenthein 1953.
6. Frasl, G.: Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154). Verh. G. B. A., H. 1, Wien 1953.
7. Hammer, W.: Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Inntal. Jb. k. k. G. R. A., LXIV, Wien 1914.
8. — Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck. Wien 1924.
9. Holzer, H.: Über die phyllitschen Gesteine des Pinzgaues. Verh. G. B. A., H. 2, Wien 1953.

9a. Kober, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges., V., Wien 1912.

10. Medwenitsch, W.: Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl bis Aussee. Mitt. Ges. d. Geol. u. Bgbaustud., Jg. 1, H. 2, Wien 1949.
11. — Vorläufiger Aufnahmsbericht über geologische Arbeiten im Engadiner Fenster (Tirol). Anz. Österr. Ak. Wsch., Jg. 1951, Nr. 2.
12. — Zweiter vorläufiger Aufnahmsbericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol). Anz. Österr. Ak. Wsch., Jg. 1952, Nr. 10.
13. Metz, K.: Die Frage der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem „Grundgebirge“. N. Jb. Geol. Pal., Mon.-H., H. 6, Stuttgart 1952.
14. Müller, G.: Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen. I. Teil. Westteil. Unveröffentl. Diss., Wien 1953.
15. Nabholz, W.: Gryphaenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis. Ecl. Geol. Helv., Vol. 36, Nr. 2, 1943.
16. Nänny, P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Diss. Zürich 1948.
17. Wenk, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins (Graubünden). Schw. Min. Petr. Mitt., XIV, 1934.